

VOLCANISMO EN LA FORMACIÓN YAVÍ CERCA DE ATACO (TOLIMA) DURANTE EL CRETÁCICO TEMPRANO Y SU SIGNIFICADO GEODINÁMICO

Toro-Toro, L. M.¹; Moreno-Sánchez, M.¹; Gómez-Cruz, A. de J.¹

RESUMEN

Por primera vez se reportan productos de volcanismo proximal en depósitos de edad Cretácica Temprana del Valle Superior del Magdalena. Tobas riódacíticas, ignimbritas y tobas de lapilli fueron identificadas en la parte superior de la Formación Yaví entre Ataco y Coyaima (Departamento del Tolima). Las rocas volcánicas se ubican en los campos subalcalino y toleítico. Se especula sobre las relaciones que este volcanismo podría tener con fenómenos magmáticos contemporáneos en el Complejo Quebradagrande, cuenca de Oriente en Ecuador y subcuenca de Cundinamarca en Colombia.

Palabras clave: Volcanismo, Formación Yaví, Cretácico Temprano, Geodinámico

EVIDENCES OF THE EARLY CRETACEOUS VOLCANISM IN THE YAVI FORMATION NEAR THE ATACO (TOLIMA) COLOMBIA AND ITS GEODYNAMICS IMPLICATIONS

ABSTRACT

Proximal volcanism deposits are reported by the first time inter-bedded in Early Cretaceous age sedimentites at the Upper Magdalena Valley. Lapilli tuff, ignimbrites and coarse ash tuff were found outcropping along the road Ataco-Coyaima (Tolima Department) at the upper part of the Yaví Formation. The volcanic rocks fall in the subalkaline and toleitic fields. It is speculate if that volcanism could have connection with contemporary magmatic activity at the Quebradagrande Complex, Oriente basin in Ecuador and Cundinamarca sub-basin in Colombia.

Key words: Volcanism, Yaví Formation, Early Cretaceous, Geodynamic

INTRODUCCIÓN

Existe el consenso general que el occidente Colombiano durante el Cretácico Temprano fue el centro de una marcada actividad magmática asociada a la historia de la Placas Caribe y Protocaribe (Kerr, et al., 1997, Pindell, 1993). Sin embargo la mayor parte volcanismo reportado se ubica sobre basamento oceánico acrecionado al margen continental durante el comienzo del Cretácico Tardío. La naturaleza de ese vulcanismo, asociado a basamento oceánico, es ahora mejor comprendida, pero no obstante aun no entendemos bien como se relaciona el vulcanismo continental con el tipo de margen tectónico imperante en Colombia durante el Cretácico. La existencia de intrusiones básicas y tobas en la Cordillera Oriental conduce a pensar que también existió vulcanismo asentado so-

bre corteza continental durante el Cretácico Temprano (Fabré y Delaloye, 1983).

Los depósitos marinos del Complejo Quebradagrande, al oeste de la Falla San Jerónimo en el flanco occidental de la Cordillera Central, se intercalan con volcanoclastitas, andesitas y basaltos calcoalcalinos. El basamento del Complejo Quebradagrande es de naturaleza ofiolítica y podría haberse formado en una cuenca marginal asociada a un arco de islas ( lvarez, 1987).

El análisis geoquímico de las vulcanitas del Complejo Quebradagrande soporta bien la presencia de un arco volcánico activo en el occidente Colombiano ( lvarez, 1987, Nivia, et al., 2006). La posición actual de las rocas volcánicas del Complejo Quebradagrande ha llevado a que en algunos trabajos (ej. Cooper, et al., 1995)

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas. Calle 65 No 26-10 Manizales

se proponga la existencia de un arco volcánico situado en el borde occidental de la Cordillera Central.

Al oriente de la Falla de San Jerónimo, en el flanco oeste de la Cordillera Central, la corteza es de tipo continental. Las rocas sedimentarias del Cretácico Temprano de la Cordillera Central, Valle del Magdalena y Cordillera Oriental son de origen marino somero y fueron acumuladas sobre un basamento constituido por rocas Paleozoicas y Precámbricas. En este sector son comunes las secuencias conformadas por cuarzoarenitas, calizas, shales negros petrolíferos, y lodolitas silíceas.

El ambiente tectónico del margen continental para el lapso Berriasiano-Albiano es objeto de intenso debate enmarcado en dos proposiciones generales: la hipótesis del margen pasivo y la hipótesis del margen activo.

La subsidencia del basamento durante el Cretácico Temprano es acorde con un modelo de margen pasivo sometido a distensión (ej. Kerr, et al., 1999, Pardo-Trujillo y Moreno-Sánchez, 2001). En este modelo la paleo-Cordillera Central se representa como un sector con menor subsidencia situado entre el basamento oceánico del Complejo Quebradagrande y el basamento continental en distensión.

A diferencia del Occidente Colombiano, las rocas efusivas y depósitos volcánicos no son comunes en las secuencias sedimentarias al oriente de la Falla San Jerónimo. Sin embargo en algunos trabajos se reportan sedimentos con influencia de aporte volcánico en la Cordillera Oriental y Central, lo que parece quitar apoyo al modelo de margen pasivo (Sarmiento-Rojas, et al., 2006). Además se ha sugerido que un arco magmático estuvo emplazado en la paleo-Cordillera Central durante el Cretácico Temprano apoyándose en la presencia de algunos intrusivos de edad Cretácica Temprana y Tardía en el Complejo Cajamarca tales como el stock de Samaná, batolitos Antioqueño y de Ibagué. A esto se ha sumado la evidencia de tobas encontrado en los depósitos marinos cerca de San Félix (Rodríguez y Rojas, 1985) y en diferentes niveles de la Cordillera Oriental. En otros casos se ha usado el volcanismo identificado en el Complejo Quebradagrande como una prueba de volcanismo en la paleo-Cordillera Central.

El uso de cenizas volcánicas en sedimentos para definir el marco geodinámico de un terreno es discutible: bentonitas, epiclastitas y tobas se forman por el asentamiento de ceniza proveniente de fuentes ubicadas a centenares de kilómetros del lugar de asentamiento como en el caso de las erupciones plinianas (Cioni, et al., 2000). Por esta razón el uso de ceniza volcánica es limitado cuando se intenta establecer la ubicación paleogeográfica de los focos volcánicos. Los análisis geoquímicos de rocas intrusivas, lavas, ignimbritas, lahares, y otros productos asociados directamente a los edificios volcánicos son mucho más concluyentes para establecer el tipo de provincia magmática y su ubicación paleogeográfica.

En este trabajo se reporta por primera vez indicios de volcanismo ácido proximal de edad Cretácico Temprano en el Valle Superior del Magdalena.

LOCALIZACIÓN

Las muestras fueron recolectadas de un afloramiento situado en el costado norte de la carretera Coyaima-Ataco, al sur del Departamento del Tolima (FIGURA 1). Las coordenadas GPS (observatorio Bogotá) del sitio son: N3 43,713 W75 16,344. Los niveles muestreados representan un intervalo estratigráfico no mayor de 5 metros en la Formación Yaví. Los estratos volcánicos están a cerca de diez metros del contacto con los primeros niveles atribuidos a la Formación Alpujarra según los criterios de Flórez y Carrillo (1994). La Formación Yaví es la unidad basal Cretácica del área.

ANTECEDENTES

A diferencia del bien probado e intenso magmatismo oceánico en el Complejo Quebradagrande, el magmatismo continental intraplaca no está completamente comprendido. Son abundantes las referencias de detritos volcánicos, tobas y cenizas encontrados entre las secuencias marinas y continentales Cretácicas epicontinentales (ej. Sarmiento-Rojas, Van Wess y Cloetingh, 2006), pero con los datos disponibles no es posible establecer un marco geodinámico seguro. Los materiales detríticos pueden provenir de unidades más antiguas, y las cenizas pueden provenir de focos muy distantes (fuera del entorno geodinámico de los yacimientos).

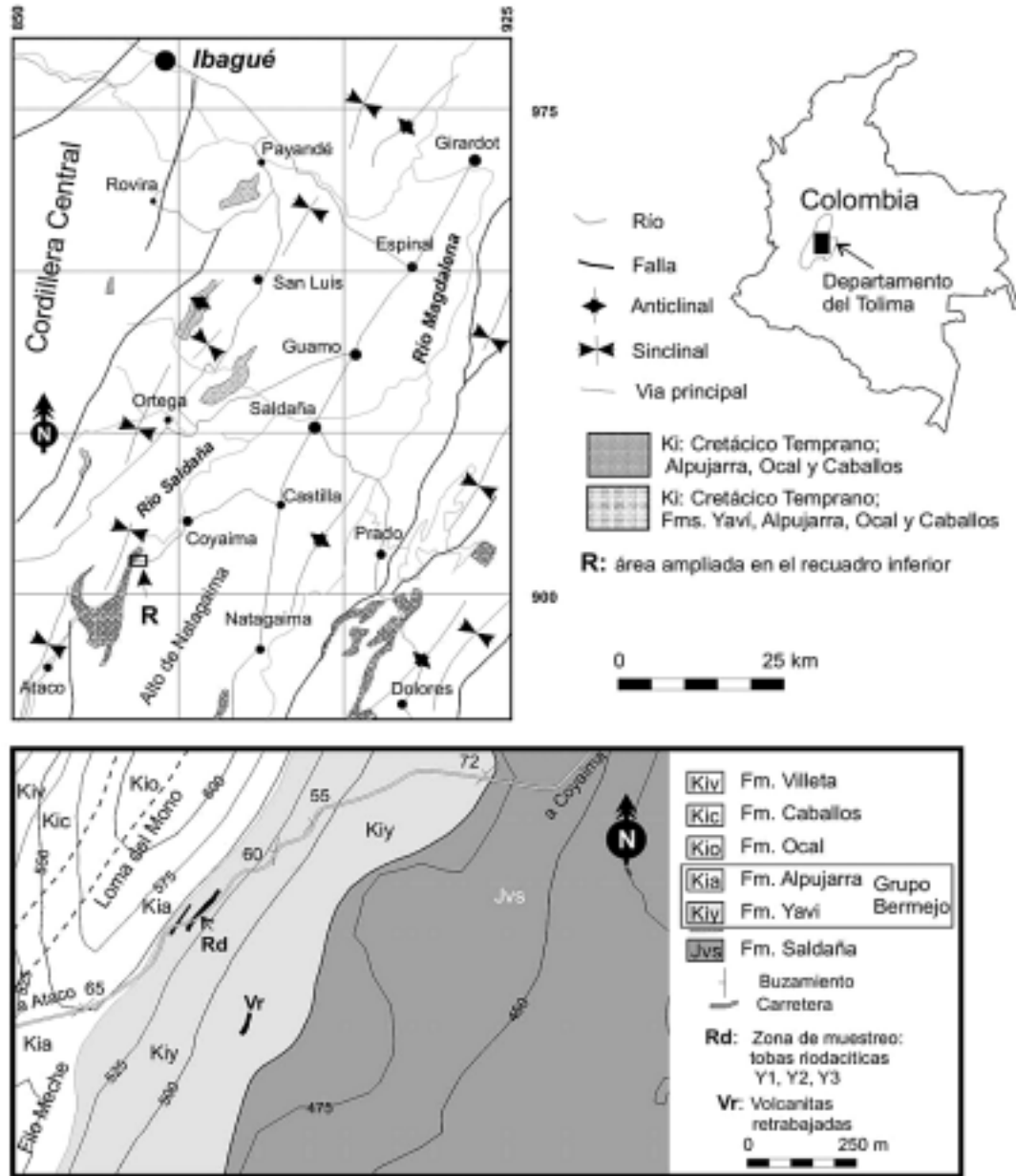


FIGURA 1. Mapas de localización. Las muestras discutidas en el texto están señaladas en el mapa inferior con las letras Rd (Y1:Yaví-1, Y2:Yaví-2, Y3:Yaví-3). La carretera en el mapa geológico inferior fue trazada con GPS.

La presencia de detritos volcánicos siempre fue notable en los diferentes niveles de la Formación Yaví. Sin embargo la mayor parte de estos líticos poseen texturas y composición idénticas a los que se encuentran en la infrayacente Formación Saldaña. La gran cantidad de detritos volcánicos que aporta la Formación Saldaña dificulta el reconocimiento de materiales volcánicos coetáneos con la sedimentación de la Formación Yaví.

La primera mención de volcanismo en el área la hizo Sneider (1988), quien reportó detritos piroclásticos intercalados con los shales de la Fm Caballos en el área de San Francisco, al este de Neiva. Etayo-Serna y Carrillo (1996) mencionan cuarzo bipiramidal y fragmentos de tobas riolíticas e ignimbritas en la Formación Alpujarra. Un reporte de lavas porfíricas y tobas básicas de edad Albiana el Valle Superior del Magdalena fue el resultado de interpretaciones estructurales

dudosas (Etayo-Serna y Carrillo, 1996). Según datos petrográficos, y el trabajo de Sneider (opus cit), Etayo-Serna y Carrillo (1996) sugieren que la actividad volcánica se extiende hasta el tiempo de acumulación de la Formación Caballos.

El magmatismo intraplaca es bien conocido en los andes del norte. Fabré y Delaloye (1983), Vasquez y Altenberger (2005) reportan cuerpos intrusivos básicos (silos y diques) atravesando las secuencias básicas del Cretácico Temprano en la Cordillera Oriental. Vásquez y Altenberger (2005) deducen que este volcanismo, de naturaleza alcalina a toleítica, se asocia bien a la fase de máximo estiramiento de la corteza continental en la región ocupada hoy por la Cordillera Oriental. Altas concentraciones de minerales volcánogénicos en las arcillas de los shales marinos en la subcuenca de Cundinamarca (Rubiano, 1989) parecen asociarse cronológicamente con este evento. Barragan et al. (2005) reportan intrusivos y volcanismo alcalino de edad Albiana a Campaniana en la Cuenca de Oriente en el piedemonte de los Andes Ecuatorianos. Al igual que en Colombia estos cuerpos se asocian a zonas de estiramiento de la corteza.

METODOLOGÍA

Diez muestras de roca fueron recolectadas in situ de un afloramiento expuesto sobre la carretera Ataco-Coyaima. Las muestras fueron ubicadas mediante GPS (Garmin GPSMAP 60CSx) y empacadas para análisis geoquímico y petrográfico. Algunas muestras fueron cortadas y pulidas para fotografía y análisis macroscópico. Se escogieron tres muestras (Yaví-1, Yaví-2 y Yaví-3) para análisis geoquímico. Los análisis cuantitativos de elementos mayores, menores y trazas (TABLA 1) fueron realizados por el laboratorio (*Activation Laboratories* de Canadá ACTLAB). La concentración de elementos mayores se determinó mediante fluorescencia de rayos X (XRF), mientras que la abundancia de elementos trazas se estableció por espectrometría de emisión de plasma acoplado a espectrometría de masas (ICP-MS).

ESTRATIGRAFÍA

Los depósitos volcánicos, algunos de ellos de naturaleza ignimbritica, se encuentran intercalados entre arcillolitas rojas y violáceas estratificadas en la parte

TABLA 1. Análisis de elementos Mayores, Menores y Traza.

Muestras	Yaví-1	Yaví-2	Yaví-3	ppm	Yaví-1	Yaví-2	Yaví-3
SiO ₂	76,23	70,08	78,43	Ba	241,00	145,00	175,00
TiO ₂	0,47	0,54	0,50	Rb	15,60	6,20	16,20
Al ₂ O ₃	9,46	12,41	10,03	Sr	111,30	188,00	193,00
Fe ₂ O ₃	2,68	3,94	2,0	Zr	119,70	125,30	145,10
MnO	0,13	0,13	0,05	Nb	4,10	4,20	5,00
MgO	1,98	2,95	1,14	Y	20,30	23,80	9,40
CaO	1,53	1,28	0,51	La	8,20	10,50	9,20
Na ₂ O	1,31	2,63	2,52	Ce	20,10	26,80	19,90
K ₂ O	0,55	0,22	0,53	Pr	2,59	3,88	2,18
P ₂ O ₅	0,05	0,20	0,03	Nd	11,10	17,70	8,10
H ₂ O	5,60	5,60	4,10	Sm	2,70	3,70	1,30
CO ₂	0,24	0,14	0,03	Eu	0,80	0,91	0,35
Total	97,55	96,18	97,87	Gd	3,30	4,00	1,25
Qz	66,55	53,24	64,87	Dy	3,33	3,71	1,53
Ab	8,46	16,92	16,82	Ho	0,65	0,79	0,32
An	4,96	4,96	2,49	Er	2,04	2,59	1,11
Hy	2,49	4,98		Yb	1,99	2,73	1,42
He	2,0	3,0		Lu	0,29	0,39	0,20
Co	5,54	6,89	6,71	Sc			
				Cr ₂ O ₃	0,028	0,001	0,005
				Ni	86	9	<5

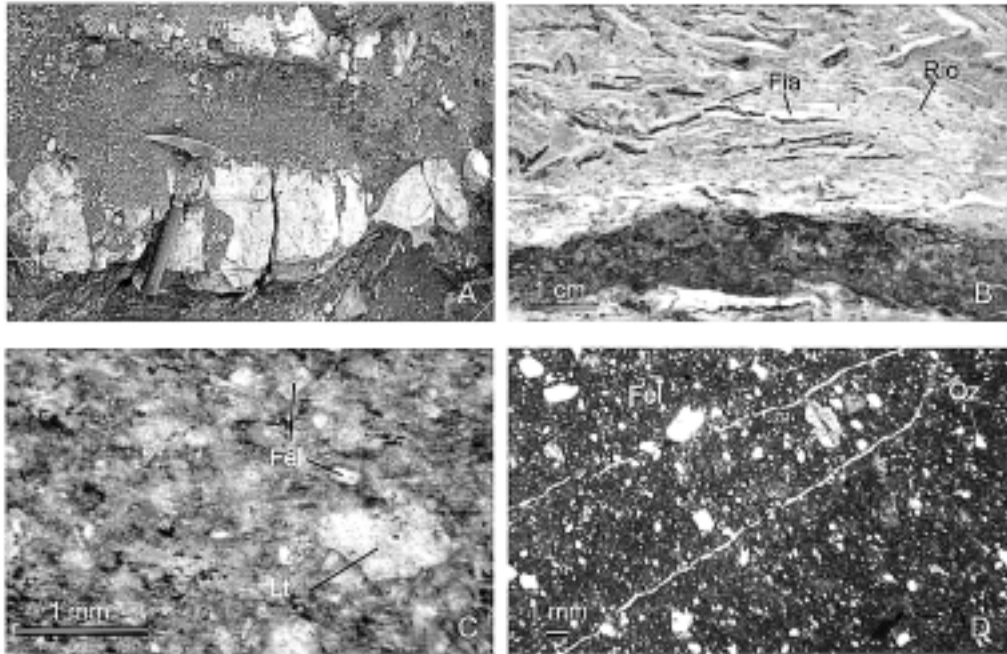


FIGURA 2. Afloramiento de la formación Yaví en la carretera Coyaima - Ataco, notese los estratos claros, tobaceos y los niveles oscuros, arcillosos; B, toda bandeada con fiammes (Fia) y líticos de riolitas (Rio); C, sección delgada de toba de lapilli, aspecto general de la textura con líticos de pumitas (Lt) y cristales de feldespatos (Fel); D, sección delgada de toba de ceniza, con abundancia de cristales de feldespatos (Fel) y Cuarzo (Qz).

más alta de la Formación Yaví (FIGURA 2-A), en la sección expuesta al este del Sinclinal de Ataco. Los afloramientos se ubican sobre la carretera Coyaima-Ataco, entre la Loma del Mono y el Filo Meche.

La Formación Yaví (Bernal, et al., 1976, Mojica y Macía, 1981) es la unidad basal del ciclo cretácico de la parte norte del Valle Superior del Magdalena. Su límite inferior es discordante sobre las vulcanitas de la Formación Saldaña de edad Jurásica, el límite superior es conforme con la Formación alpujarra (Flórez y Carrillo, 1994, Moreno-Sánchez y Robles, 1987). Junto con la suprayacente Formación Alpujarra forman el Grupo Bermejo. El espesor de esta unidad es variable (0-300 m) siendo mayor en el área del Alto de Natagaima. La unidad está constituida por conglomerados con cantos de rocas volcánicas, arcosas, litoarenitas y lodolitas rojas y violetas. Hacia la parte alta de esta formación son comunes las ágatas y troncos silicificados de *Metapodocarpoxylon libanoticum* (Pons, 1988). Vergara y Prössl (1994) identifican palinomorfos en la sección de la Formación Yaví en la Quebrada Palmarosa al oeste del Sinclinal de Media Luna (Aipe, Huila). La edad sugerida en el mencionado estudio es Aptiana tardía, sin embargo se descono-

ce el rango completo para la unidad dado que los datos provienen de una sección desmembrada tectónicamente. De base a techo, en la sección estudiada sobre la carretera Coyaima-Ataco, la Formación Yaví está constituida por conglomerados con guijos volcánicos, interestratificaciones métricas de arcosas y lodolitas gris-violeta, suprayacidos por tobas de lapillo (FIGURA 2-C). La secuencia se cierra con lodolitas violeta que dan paso a los primeros niveles de arenitas arcosas de la Formación Alpujarra. Los últimos niveles de tobas son separadas del contacto con la Formación Alpujarra por cinco metros de lodolitas gris-violeta. Las tobas, distribuidas en un intervalo de no más de 10 m, son de color gris-verdoso claro y muestran contactos netos con lodolitas violáceas. Los máximos espesores alcanzan el metro, pero normalmente los niveles son decimétricos. Dentro de los niveles individuales se observan grandes variaciones texturales, pudiéndose en algunos casos identificar líticos riolíticos y pómez deformadas (*fiammes*) de hasta 3 cm (FIGURA 2-B). También son comunes texturas volcánicas muy finas. Los materiales volcánicos se asentaron en condiciones subaéreas sobre lodolitas presumiblemente en llanuras de inundación distales y abanicos aluviales, la presencia de caliches sugiere un

clima semiárido o árido (Blatt, et al., 1980). La Formación Yaví es suprayacida concordantemente por las cuarzarcosas y cuarzarenitas de la Fm Alpujarra. Sobre esta última unidad se asientan los niveles lutíticos y calcáreos de origen marino de la Formación Ocal. Los fósiles recuperados en los niveles de la Formación Ocal sugieren un intervalo de sedimentación entre el Aptiano tardío y Albiano temprano (Etayo-Serna y Carrillo, 1996). Sobre la Formación Ocal se disponen niveles espesos de cuarzarenitas de la Formación Caballos. Durante el Albiano medio se inicia la más grande transgresión marina en el área representada por los shales negros y calizas de la Formación Villeta.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Macroscópicamente las muestras se clasifican como tobas de lapilli (*lapilli tuff*) (FIGURA 2-C) y tobas de ceniza (*coarse ash tuff*) (FIGURA 2-D). Las rocas son de color gris-crema, castaño rojizo a gris verdoso. El color es resultado del grado de alteración y proporción de matriz (FIGURA 2-B). La textura es fragmental y eutaxítica, donde los fragmentos pumíticos aparecen alterados. En las tobas de ceniza se observa una mayor participación de cuarzo volcánico y una disminución de fragmentos pumíticos.

Los cuarzarcos son limpios, con formas redondeadas, monocristalinos, con escasas bahías de corrosión y tamaños inferiores a 1,5mm en un porcentaje del 30 al 40%. (FIGURA 2-B). Los feldespatos en forma euhedral a subhedral, menores de 2mm con maclas de albita y con una leve alteración a sericita.

Texturalmente las rocas se componen por líticos de pumitas de tamaños que no superan los tres milímetros, cristales de cuarzo y feldespato. Los fragmentos pumíticos (FIGURA 2-C) representan un porcentaje entre 20 al 30% del total de la roca. En el material estudiado microscópicamente no fue posible encontrar fragmentos de rocas sedimentarias.

Los rasgos de alteración más notables son la presencia de carbonatos, clorita, sericita y cuarzo. Los carbonatos se presentan en tamaño esparítico y en agregados granoblásticos pseudomorfizados los fragmentos pumíticos. El cuarzo derivado de la transformación de la matriz vítrea se presenta con pequeños agre-

gados micrométricos. El cuarzo derivado de los procesos metamórficos aparece en agregados granoblásticos.

La clorita de tamaño de grano fino, que aparece como constituyente de la matriz, presenta colores verdosos y con birrefringencia pardo-verdosa. Agregados de sericita son comunes en la matriz.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

El estudio geoquímico de este tipo de rocas es problemático ya que se trata de rocas que han sufrido transformaciones hidrotermales, y que además se encuentran en un dominio metamórfico de muy bajo grado (enterramiento). En estas circunstancias, las clasificaciones que usen álcalis totales con respecto a la sílice (TAS) no son informativas. Por ello hemos contrastado las clasificaciones de TAS con los criterios de Winchester y Floyd (1977) para la discriminación y clasificación, usando elementos considerados por estos autores como geoquímicamente inmóviles.

La clasificación de las rocas analizadas se realizó mediante la utilización del diagrama de la relación Nb/Y vs. SiO₂ (Winchester y Floyd, 1977), en el cual las muestras caen en el campo de las dacitas y riolacitas (FIGURA 3): Todas las muestras corresponden a toleítas de afinidad subalcalina. El rango de SiO₂ para estas muestras es de 70,08 -78,43 % y la relación Nb/Y está entre 0,2 y 0,52; valores que caen en el campo de las rocas toleíticas (según Pearce 1982, Nb/Y <0,5).

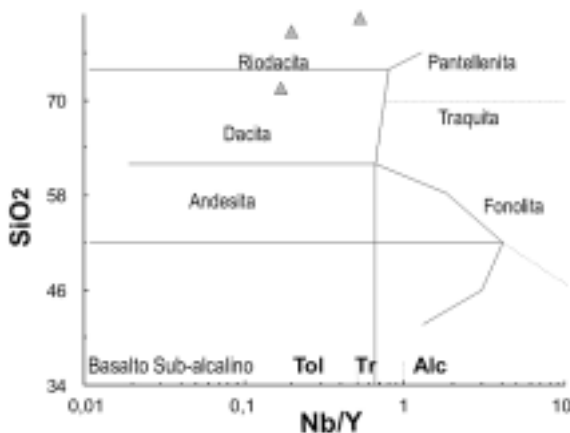


FIGURA 3. Diagrama Nb/Y versus SiO₂ de Winchester y Floyd (1976); los límites toleíticos (Tol), transicional (Tr) y alcalino (Alc) corresponden a pearce (1982).

En el diagrama Mullen (1983) las muestras se distribuyen en los campos de dorsal oceánica, arcos de islas y zonas de subducción (FIGURA 4). En el diagrama de Meschede (1986) las rocas se localizan en ambientes de basaltos toleíticos de intraplaca y basaltos de arco insulares, solo la muestra Yavi-3 queda fuera de estos campos (FIGURA 5).

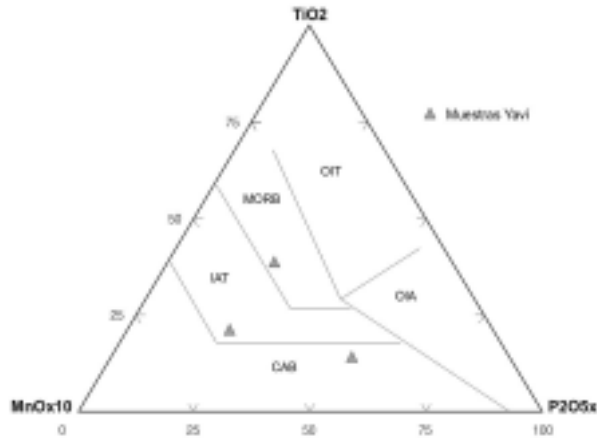


FIGURA 4. Diagrama de discriminación de Mullen (1983). OIT, toleitas de isla oceánica; OIA, basalto alcalino de fondo oceánico; MORB, basalto de dorsal meso-oceánica; basalto calco alcalino; IAT, toleitas de arco.

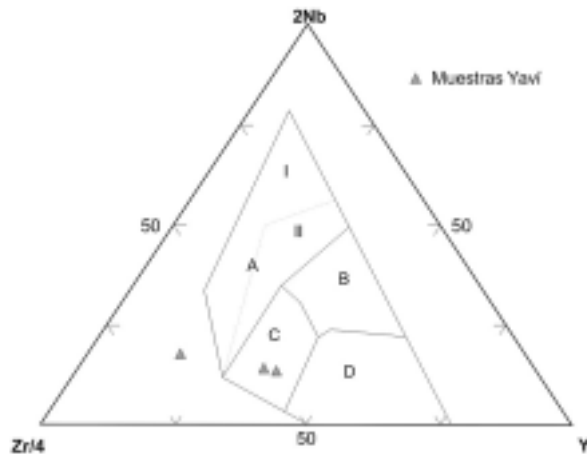


FIGURA 5. Diagrama de discriminación de Meschede (1986). Campos definidos: A1 y AII, basaltos intraplaca; B, basaltos MORB tipo E; C, basaltos intraplaca y arco volcánico; D, basaltos MORB tipo N y arco volcánico.

Dado que estos análisis no precisaron con claridad el ambiente tectónico de las muestras, se usaron diagramas discriminantes basados en elementos que no muestran una variación significativa respecto a la diferenciación magmática y/o metamorfismo. Al considerar las concentraciones La, Y y Nb, expresado en

el triángulo Cabanis y Lecolle (1989), tanto como Th, Hf/3 y Ta según el triángulo de discriminación propuesto por Wood (1980) (FIGURAS 6 y 7) se observa que las rocas muestran una tendencia transicional entre ambientes orogénicos e intraplaca y en el campo de los basaltos calcoalcalinos respectivamente.

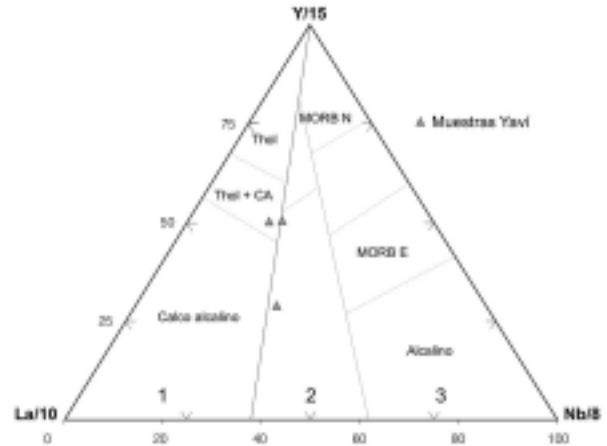


FIGURA 6. Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). 1, Dominios orogénicos; 2, Dominios intracontinentales tardí a post-orogénicos; 3, Dominios no orogénicos

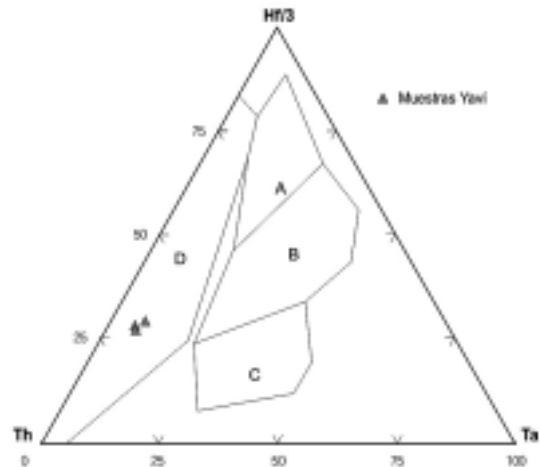


FIGURA 7. Diagrama de discriminación Th - Hf/3 - Ta (Wood et al., 1980) A, rocas MORB tipo N; b, rocas MORB tipo E y toleitas intraplaca; C, rocas alcalinas intraplaca; D, rocas de arco volcánico, toleitas de arco de islas.

Los diseños de elementos de Tierras Raras (REE, por sus siglas en inglés) normalizadas al condrito exhiben patrones de enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE, por sus siglas en inglés) respecto de tierras raras pesadas (HREE), aparentemente con baja pendiente y sin anomalía negativa de Eu. Los LREE

versus HREE ($[La/Yb]_N = 3,8$ a $6,47$) lo que sugiere que el magmatismo se originó bajo una corteza inferior a unos 40 Kms (Vergara, et al., 1995) (FIGURA 8).

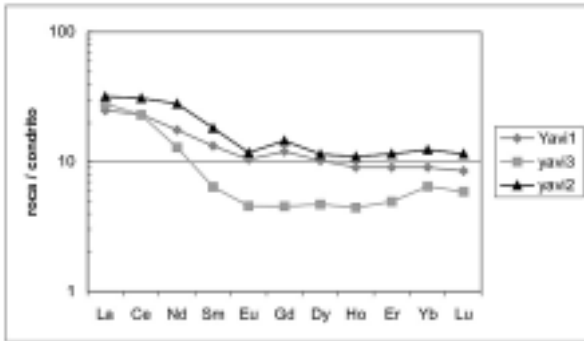


FIGURA 8. Diagrama de tierras raras normalizadas a la composición de condrito de Nakamura (1974).

Los diagramas multielementos normalizados al MORB muestran enriquecimientos en elementos incompatibles (Th, Ba y Sr) con características de arco volcánico, corroborado con los cocientes $La/Yb > 1$ y $Ta/Yb < 0,11$, esta última relación no cumple para estas rocas, ya que va desde (0,13, 0,1 y 0,22) con tendencias positivas del Sr, esto nos sugiere una fase evolutiva desde magmas parentales (FIGURA 9). Las anomalías negativas (Nb, Ti) y P, reflejan un manto metasomatizado por fluidos provenientes de la placa. Es de anotar que la ausencia de anomalía negativa en elementos de alto potencial iónico (HFSE Th, Zr e Y) sugiere un ambiente tectónico relacionado con extensión.

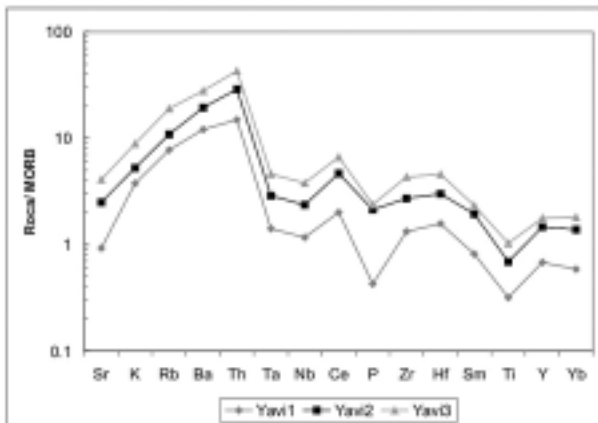


FIGURA 9. Diagrama multielementos normalizados a MORB para las rocas volcánicas de la Formación Yaví.

Para entender la influencia geoquímica del material epiclástico en el quimismo general de estas rocas volcánicas, los diagramas Y/Zr/Nb resultan particularmente útiles. Se han proyectado las rocas de la formación Yaví en el diagrama (Y/Zr/Nb) derivado de del Meschede (1986), las cuales se localizan en el campo de las rocas volcánicas.

La presencia de madera petrificada y ágatas en la parte alta de la Formación Yaví sugiere procesos de silicificación en regiones con influencia volcánica. Según Akahane et al. (2004) una condición para la silicificación de madera es que esta sea impregnada en aguas (cálidas?) ricas en sílice, generalmente proveniente de la alteración de piroclastos ácidos, en condiciones terrestres (fenómeno imposible en aguas marinas).

DISCUSIÓN

Las muestras estudiadas, tobas e ignimbritas riolíticas, caen en los campos de las toleítas de afinidad subalcalina. Se ha reconocido cenizas volcánicas entremezcladas con las secuencias sedimentarias de edad Cretácica Temprana en el Valle Superior del Magdalena (Etayo-Serna y Carrillo, 1996), pero solo hasta ahora se reconocen productos de volcanismo proximal: ignimbritas y tobas de lapilli. Las ignimbritas son producidas por corrientes piroclásticas densas generadas por actividad volcánica explosiva ácida. La distancia de desplazamiento de las corrientes piroclásticas depende estrechamente de su volumen inicial, cohesión y la topografía. Sin embargo, algunas ignimbritas ayudadas por corrientes piroclásticas son capaces de superar barreras topográficas a decenas de kilómetros de la fuente (Freundt, et al., 2000). La distancia mínima de transporte es de algunos centenares de metros hasta un máximo de 200 km (Freundt, Wilson y Carey, 2000). La Formación Yaví se encuentra acumulada en un pequeño graben alineado suroeste-noreste y conectado en su extremo norte con la subcuenca de Cundinamarca (Moreno-Sánchez y Robles, 1987). Este "valle" relleno por la acción de abanicos aluviales y ríos divagantes (Moreno-Sánchez y Robles, 1987) podría haber servido como canal de las oleadas piroclásticas. La asociación de madera silicificada y ágatas en la parte superior de la Formación Yaví podría estar en estrecha relación con el vulcanismo manifiesto en esta parte de la unidad.

No se han identificado conductos volcánicos atravesando los depósitos de la Formación Yaví. Se presume que los cuerpos subvolcánicos alimentadores del volcanismo deben existir en algún lugar de la cuenca aun no identificado y que podría estar “mimetizado” en el basamento volcánico de la Formación Saldaña. El análisis químico de la Formación Yaví se ajusta mal tanto a los campos de vulcanismo alcalino de la vecina subcuenca de Cundinamarca como al campo calco-alcalino de las lavas del Complejo Quebradagrande (Álvarez, 1987, Nivia, Marriner, Kerr y Tarney, 2006). Una posible explicación a la naturaleza compleja de estos productos es su posición geográfica intermedia entre el Complejo Quebradagrande y el graben que formó la subcuenca de Cundinamarca.

El vulcanismo presente en el Complejo Quebradagrande es del tipo de arco de islas (Nivia, Marriner, Kerr y Tarney, 2006). Sin embargo la mayor parte de los depósitos volcanoclásticos se sitúan preferentemente en el sector occidental del complejo. En el sector oriental son comunes los detritos derivados de un margen

continental pasivo (Gómez-Cruz, et al., 1995). La cuenca marginal del Quebradagrande formaría parte del Protocaribe (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003, Pardo-Trujillo y Moreno-Sánchez, 2001).

Por su localización actual en el flanco occidental de la Cordillera Central algunos autores han asociado este magmatismo a la evolución del margen continental. Sin embargo las rocas de este Complejo fueron acortadas y deformadas contra el margen de continental cretácico: por esto la posición original del arco de islas del Quebradagrande no puede ser deducida de su emplazamiento actual. Todo esto nos permite deducir que el Complejo Quebradagrande constituyó durante el Cretácico Temprano una cuenca marginal con un arco volcánico en su margen más externo (el occidental) (FIGURA 10).

Esta cuenca se presenta como un embahíamiento dentro de la placa Protocaribe, entonces en proceso de expansión (ej. Dengo, 1983, ej. Pindell y Barrett, 1990). No existe una conexión directa de la paleo-

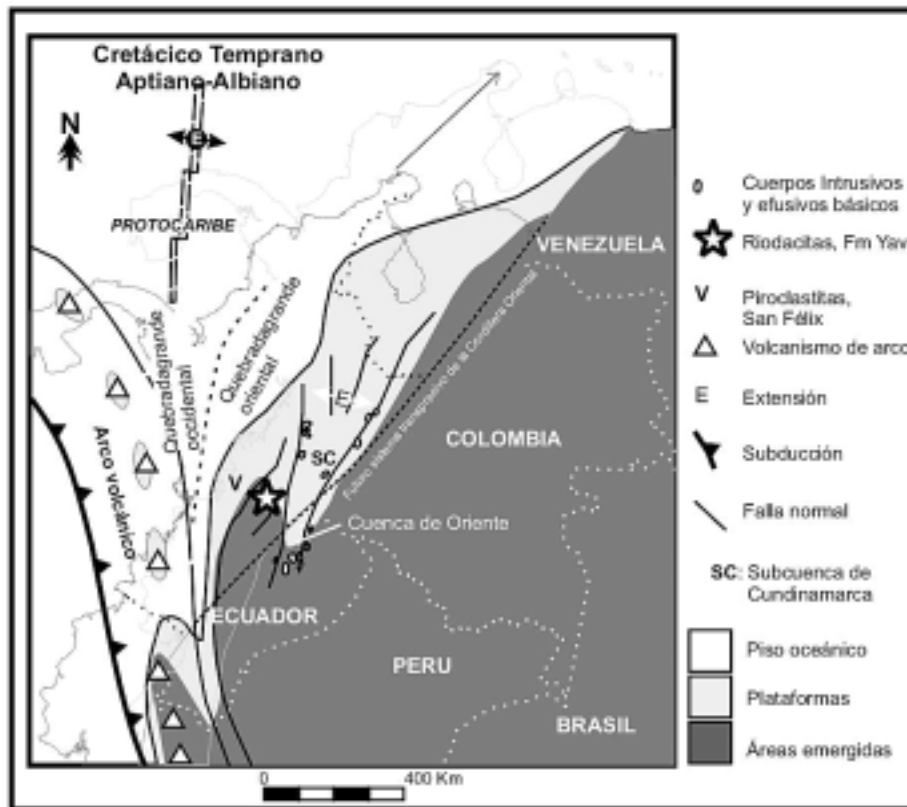


FIGURA 10. Reconstrucción paleogeografía del norte de Suramérica durante el Cretácico Temprano (Albiano-Aptiano). La posición del bloque andino fue basada en Dewey y Pindell 1985.

Cordillera Central con el volcanismo de arco del Quebradagrande, por lo menos a la latitud de la subcuenca de Cundinamarca. Sin embargo el margen continental occidental de Suramérica es del tipo activo desde Chile hasta el sur de Ecuador (ej. Pindell y Tabbutt, 1995). Una posible solución a esta aparente anomalía es la existencia en el noroccidente de Suramérica de un arco de islas-continente: la cadena volcánica costera se separaría del continente en Ecuador y continuaría al norte como un arco de islas (sector occidental del Complejo Quebradagrande). La cuenca marginal resultante (*back Arc basin*), formada entre el arco y el continente, estaría sometida a estiramiento. Uno de los posibles mecanismos que explicaría el estiramiento de la corteza detrás de un arco volcánico es conocido como *slab rollback* (ver Perfit y Davison, 2000), esto sucede cuando corteza oceánica vieja y por tanto pesada se sumerge con un ángulo

alto en el manto. El peso de la placa que se hunde en el manto hace que la charnela (el sector donde la placa se doble en la zona de subducción) se aleje del arco. Esto crea un alivio de presión que produce estiramiento detrás del arco. El esfuerzo tensional y la resultante perturbación del flujo astenosférico facilita el ascenso del magma a través de la corteza adelgazada generando uno o varias cuencas detrás del arco. Cuando estas cuencas se forman detrás de un arco volcánico continental forman las llamadas “cuenas marginales” (Perfit y Davison, 2000).

Un hecho que parece ser claro para las cuencas de extensión intra-continetales cretácicas en Colombia y Ecuador es que se han desarrollado sobre zonas previamente debilitadas por transtensión Triásica-Jurásica (Barragán, Baby y Duncan, 2005, Sarmiento-Rojas, Van Wess y Cloetingh, 2006). Los intrusivos

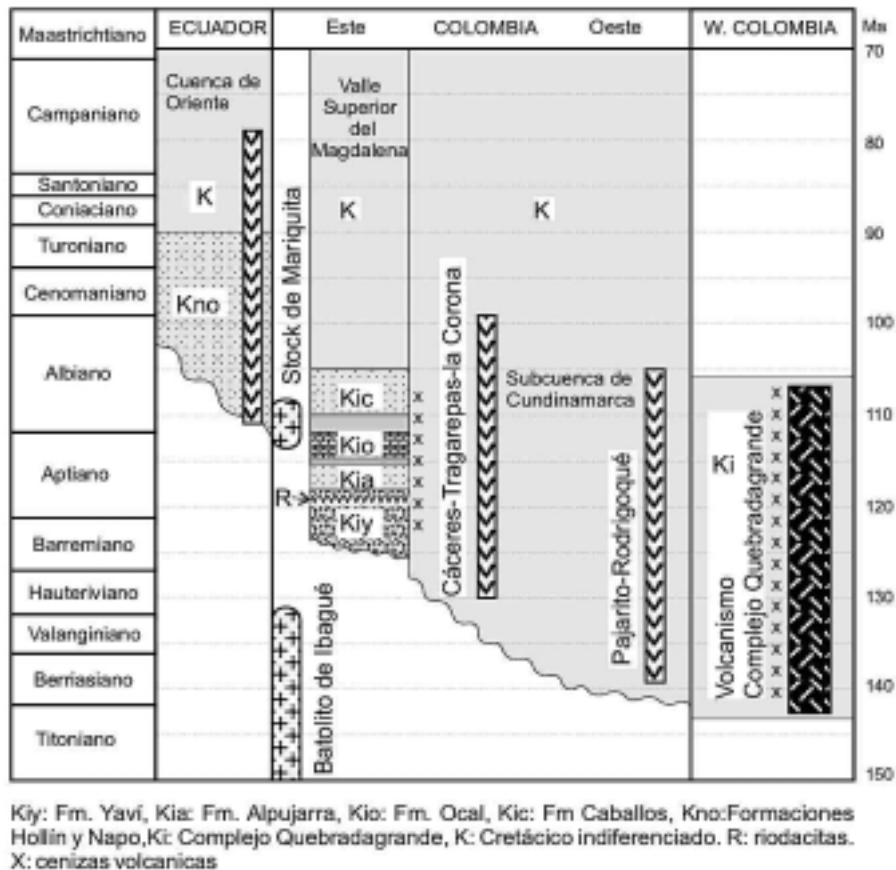


FIGURA 11. Representación estratigráfica simplificada de la cuenca de Oriente (Ecuador). Valle superior del Magdalena, Quebradagrande y subcuenca de Cundinamarca: se indican los principales eventos magmáticos. Datos utilizados: Fabre y Delaloye (1983); Etayo-Serna y Carrillo (1996); Vásquez et al. (2000); Barragán et al. 2005; este trabajo.

se sitúan en los bordes de estas cuencas, lo que pudo ser condicionado por las fallas normales producidas durante el estiramiento. La fase de máximo estiramiento corresponde al intervalo Berriasiano-Hauteriviano (Sarmiento-Rojas, Van Wess y Cloetingh, 2006). Sin embargo la tensión en estas aéreas no fue lo suficientemente grande para generar piso oceánico, esto es soportado por la escasez de volcanismo básico y el bajo índice de adelgazamiento de la litosfera (Barragán, Baby y Duncan, 2005, Sarmiento-Rojas, Van Wess y Cloetingh, 2006, Vasquez y Altenberger, 2005).

La asociación de los intrusivos básicos con depósitos de edad Cretácica Temprana podría ser solo un artefacto de muestreo: nos interesan mucho los cuerpos volcánicos que cortan rocas sedimentarias cretácicas y nos olvidamos de los que solo atraviesan el basamento. Las grandes variaciones geoquímicas mostradas por estos magmas posiblemente tienen que ver con: la composición del manto bajo la zona de estiramiento, el espesor de la corteza, y la cercanía de zonas de subducción.

El sistema de fallas de transpresión destrál del actual borde oriental de los andes del norte parece haber sido heredado de fallas transtensivas desde el Cretácico Tardío (Barragán, Baby y Duncan, 2005, Sarmiento-Rojas, Van Wess y Cloetingh, 2006). Algunos hechos parecen ser más fácilmente explicados si el bloque continental al oeste de Guaicáramo se restituye a su posición original aproximada para el Cretácico Temprano (Dewey y Pindell, 1985) (FIGURA 11). De esta manera la Cuenca de Oriente en Ecuador parece guardar una relación genética y geográfica con los intrusivos y zonas de estiramiento de la Cordillera Oriental Colombiana. La subcuenca de Cundinamarca se inicia como un graben cuya apertura comienza en el Berriasiano (Fabré, 1983) propagándose al sur hasta la cuenca de Oriente en Ecuador durante el Coniaciano. El magmatismo alcalino en los bordes de la cuenca progresaría simultáneamente con el fallamiento. Esta fase distensiva terminaría con la acreción del arco magmático Quebradagrande contra el margen continental durante el Cretácico Tardío. El volcanismo de la Formación Yav , coetáneo con estos eventos, podría estar asociado a este estiramiento pero con fuerte influencia de la zona de subducción situada un poco más al occidente de la cuenca marginal del Quebradagrande. Esto podría explicar la geoquímica transicional de estos productos volcánicos.

CONCLUSIONES

Las tobas riodacíticas de la Formación Yav  se depositaron en un ambiente fluvial con influencia volcánica caracterizado por extensión durante el Cretácico Temprano. Los depósitos son la expresión de un vulcanismo acido producido por conos volcánicos cercanos. La composición del magma sugiere una asociación situada entre dos diferentes ambientes tectónicos: limite convergente de placas (arco) y zonas de incipiente extensión continental (volcanismo alcalino). Esto estaría acorde con reconstrucciones donde el volcanismo de la Formación Yav  estaría entre el arco Quebradagrande y el vulcanismo intraplaca del oriente de Ecuador y Colombia. El vulcanismo intracontinental en los Andes del norte durante el Cretácico Temprano está estrechamente ligado a la evolución del margen continental y la placa Protocaribe.

AGRADECIMIENTOS

Los autores queremos dar gracias a la Vicerrectoría de Investigaciones y Posgrados de la Universidad de Caldas por el apoyo financiero para la realización de los análisis químicos dentro de este trabajo.

REFERENCIAS

- Akahane, H., Furuno, T., Miyajima, H., Yoshikawa, T. y Yamamoto, S. (2004). Rapid wood silicification in hot spring water: an explanation of silicification of wood during the Earth's history. *Sedimentary Geology* 169: 219–228.
-  lvarez, J.A. (1987). Geología del Complejo Ofiol tico de Pacora y secuencias relacionadas de arco de islas (Grupo Quebradagrande) Colombia Medellín, Ingeominas: 81.
- Barragán, R., Baby, P. y Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 236(3-4): 670-690.
- Bernal, J.E., Carvajal, L., Sotelo, A. y Vargas, F. (1976). Estudio geológico de la región de Prado y comarcas aledañas, Departamento del Tolima, Colombia, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de Guayaquil y CIAF: 39.
- Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R. (1980). Origen of sedimentary rocks Englewood Cliffs, Prentice-Hall.

- Cabanis, B. y Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Compte Rendus de l'Academie des Sciences* 2, Série 2(309): 2023-2029.
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R. y Sbrana, A. (2000). Plinian and subplinian eruptions. *Encyclopedia of volcanoes*. Sigurdsson, H. San Diego, Academic Press: 477-494.
- Cooper, M.A., Addison, F.T., Alvarez, R.C., M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J. y Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 79(10): 1421-1443.
- Dengo, G. (1983). Mid-America: tectonic setting for the Pacific margin from southern México to northern Colombia. *Guatemala, Centro de Estudios Geologicos de America Central*: 56.
- Dewey, J.F. y Pindell, J.L. (1985). Neogene block tectonics of eastern Turkey and northern South America: Continental applications of the finite difference method. *Tectonics* 4: 71-83.
- Etayo-Serna, F. y Carrillo, G.A.C. (1996). Bioestratigrafía del Cretácico mediante macrofósiles en la sección El Ocal, Valle Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana* 20: 81-92.
- Fabré, A. (1983). La subsidencia de la cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario inferior. Primera parte: estudio cuantitativo de la subsidencia. *Geología Norandina* 8: 49-61.
- Fabré, A. y Delaloye, M. (1983). Intrusiones basicas cretácicas en las sedimentitas de la parte central de la Cordillera Oriental. *Geología Norandina* 6(19-2).
- Flórez, M.J.N. y Carrillo, G.A.C. (1994). Estratigrafía de la sucesión litológica basal del Cretácico del Valle Superior del Magdalena. *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Etayo-Serna, F. Bogotá, Universidad Nacional de Colombia: III-II25.
- Freundt, A., Wilson, C.J.N. y Carey, S.N. (2000). Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. *Encyclopedia of volcanoes*. Sigurdsson, H. San Diego, Academic Press: 581-599.
- Gómez-Cruz, A.d. J., Moreno-Sánchez, M. y Pardo, A. (1995). Edad y origen del «complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales» en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana* 19: 83-93.
- Kerr, A.C., Iturralde Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L. y Tarney, J. (1999). A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 111(11): 1581-1599.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A. y Saunders, A.D. (1997). The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The internal anatomy of an oceanic plateau. Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Mahoney, J. y Coffin, M., American Geophysical Union. *Geophysical Monograph* 100: 123-144.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56(207-218).
- Mojica, J. y Macía, C. (1981). Características estratigráficas y edad de la Formación Yaví, Mesozoico de la región entre Prado y Dolores, Tolima, Colombia. *Geología Colombiana* 12: 7-32.
- Moreno-Sánchez, M. y Pardo-Trujillo, A. (2003). Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate. The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. Bartolini, C., Buffler, R.T. y Blickwede, J.F., American Association of Petroleum Geologist, memoir 79. 79: 891-924.
- Moreno-Sánchez, M. y Robles, J.C. (1987). Analisis facial de las sedimentitas del Cretácico inferior en el sector norte de la subcuenca de Neiva, Huila. Bogotá, Universidad Nacional de Colombia: 143.
- Mullen, E.D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62: 53-62.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 38: 757-775.

- Nivia, A., Marriner, G.F., Kerr, A.C. y Tarney, J. (2006). The Quebradagrande Complex: a Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21(4): 423-436.
- Pardo-Trujillo, A. y Moreno-Sánchez, M. (2001). Estratigrafía del occidente Colombiano y su relación con la evolución de la Provincia Ígnea Cretácica del Caribe Colombiano. VIII Congreso Colombiano de Geología, Manizales.
- Pearce, J. (1982). Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*. Thorpe, R.S. London, John Wiley and Sons: 525-548.
- Perfit, M.R. y Davison, J.P. (2000). Plate tectonics and volcanism. *Encyclopedia of volcanoes*. Sigurdsson, H. San Diego, Academic Press: 89-113.
- Pindell, J.L. (1993). Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution. 13th annual research conference proceedings, Mesozoic and Early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region, Houston, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Foundation.
- Pindell, J.L. y Barrett, S.F. (1990). Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. *Geology of North America, The Caribbean region*. Dengo, G. y Case, J.E. Boulder, Colorado, Geological Society of America. H: 405-432.
- Pindell, J.L. y Tabbutt, K.D. (1995). Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. *AAPG Memoir* 62: 101-128.
- Pons, D. (1988). *Le Mésozoïque de Colombie. Macroflores et microflores*. Paris, Editions CNRS.
- Rodríguez, C. y Rojas, R. (1985). Estratigrafía y tectónica de la serie infracretácica en los alrededores de San Félix, Cordillera Central de Colombia. Proyecto Cretácico. Etayo, F. y Laverde, F., Publicaciones Geológicas Especiales. 16, Ingeominas., XXI: 1-21.
- Rubiano, J.L. (1989). Petrography and stratigraphy of the Villeta Group, Cordillera Oriental, Colombia, South America. Columbia, University of South Carolina: 96.
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D. y Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences* 21(4): 383-411.
- Sneider, J.S. (1988). Depositional environment of the Caballos Formation, San Francisco field, Neiva sub-basin, Upper Magdalena Valley, Colombia. College Station, Texas A&M University. M.S.: 157.
- Vasquez, M. y Altenberger, U. (2005). Mid-Cretaceous extension-related magmatism in the eastern Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 20(3): 193-210.
- Vergara, L.S. y Prössl, K.F. (1994). Dating the Yaví Formation (Aptian, Upper Magdalena Valley, Colombia), palynological results. *Estudios geológicos del Valle Superior de Colombia*. Etayo-Serna, F. Bogota, Universidad Nacional de Colombia: XVIII1-XVIII13.
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J.O. y Cancino, A. (1995). Jurassic and early cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast range of central Chile. *Geological Society of America bulletin* 107(12): 1427-1440.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 42: 77-97.

Trabajo recibido: septiembre 21 de 2006

Trabajo aceptado: noviembre 17 de 2006

